

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 4

1985

M U E S T R A

SUMARIO

Código 210.0002

Año 1985

- A. ESTÉVEZ, F. DELGADO, C. SANZ DE GALDEANO Y A. MARTIN ALGARRA.
Los Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura 5
- A. ESTÉVEZ, J.M. GONZÁLEZ-DONOSO, D. LINARES, A.C. LÓPEZ-GARRIDO, J. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, C. SANZ DE GALDEANO Y F. SERRANO.
El Neógeno del Valle de los Guájares (Cordillera Bética, Granada) 33
- C.J. DABRIO Y D. POLO.
Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense Subbético 55
- S. CALZADA.
Sobre Confusiscala mirambelensis (Vilanova, 1868) 79
- J. SANDOVAL.
Los Strigoceratidae (Ammonitina) del Bajocense de la Zona Subbética (Sur de España) 85
- M. COMPANY.
La Subzona de Verrucosum (Valanginiense superior) en el Barranco de la Querola (SE de España) .. 113
- J.M. GUTIÉRREZ MAS Y P. VILLANUEVA GUIMERANS.
Estudio sedimentológico y paleontológico de la zona de los "Freus de Ibiza" 129
- J.A. PINA, A. ESTÉVEZ Y C. AUERNHEIMER.
Mineralización de celestina en el Prebético de Alicante. (Nota preliminar) 147

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 4

1985

SUMARIO

	<u>Página</u>
A. ESTÉVEZ, F. DELGADO, C. SANZ DE GALDEANO Y A. MARTIN ALGARRA. Los Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura	5
A. ESTÉVEZ, J.M. GONZÁLEZ-DONOSO, D. LINARES, A.C. LÓPEZ-GARRIDO, J. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, C. SANZ DE GALDEANO Y F. SERRANO. El Neógeno del Valle de los Guájares (Cordillera Bética, Granada)	33
C.J. DABRIO Y D. POLO. Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense Subbético	55
S. CALZADA. Sobre Confusiscala mirambelensis (Vilanova, 1868)	79
J. SANDOVAL. Los Strigoceratidae (Ammonitina) del Bajocense de la Zona Subbética (Sur de España)	85
M. COMPANY. La Subzona de Verrucosum (Valanginiense superior) en el Barranco de la Querola (SE de España) ..	113
J.M. GUTIÉRREZ MAS Y P. VILLANUEVA GUIMERANS. Estudio sedimentológico y paleontológico de la zona de los "Freus de Ibiza"	129
J.A. PINA, A. ESTÉVEZ Y C. AUERNHEIMER. Mineralización de celestina en el Prebético de Alicante. (Nota preliminar)	147

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Mediterránea Ser. Geol.

1985

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: A. ESTEVEZ, C. AUERNHEIMER y J.A. PINA

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

Depósito Legal A-927-1983

Composición e Impresión:

Gráficas ESTILO

General Elizaicin, 11 - Tel. 20 69 79

ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1.015 y 1.016

Apartado 99 ALICANTE

PUBLICACION PATROCINADA POR:



**Y CAJA DE AHORROS PROVINCIAL
DE ALICANTE**

EL NEÓGENO DEL VALLE DE LOS GUÁJARES (CORDILLERA BÉTICA, GRANADA) *

A. Estévez¹, J.M. González-Donoso², D. Linares²,
A.C. López-Garrido^{3,4}, J. Rodríguez-Fernández^{3,4},
C. Sanz de Galdeano^{3,5} y F. Serrano².

RESUMEN: El estudio llevado a cabo sobre las características litoestratigráficas, el contenido faunístico y la edad de los materiales neógenos del Valle de los Guájares, pone de manifiesto la presencia de materiales del Serravallense y del Tortonense, además de los correspondientes al Plioceno (?) - Cuaternario.

Las deformaciones de tales materiales se deben esencialmente a fracturas con saltos tanto horizontales como verticales, que controlaron en buena medida el relieve y la sedimentación.

A partir de estos datos y de otros de carácter regional se aborda la evolución geológica del sector, posterior a la estructuración esencial de la Cordillera Bética durante el Mioceno inferior. A este respecto se pueden destacar dos fases deformacionales: una fase finiserravallense, responsable de algunas fallas inversas que afectan a las margas pelágicas serravallenses y a los materiales alpujárrides y, probablemente, también responsable del nacimiento de sistemas de fallas, las cuales podrían ya controlar la sedimentación; segunda fase intratorntonense que produce discordancia angular entre los materiales tortonenses así como una nueva actividad, principalmente con desplazamientos verticales, de los sistemas de fallas previamente formados. Los materiales del Plioceno (?) - Cuaternario muestran igualmente evidencias de movimientos tectónicos recientes en los que prevalecen los desplazamientos verticales sobre los horizontales.

* Trabajo realizado dentro del Proyecto «El Borde Mediterráneo español: Evolución del Orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas», realizado por el Departamento de Investigaciones Geológicas, C.S.I.C. y financiado por C.A.I.C.YT. y C.S.I.C.

- 1.—Departamento de Geología. Universidad de Alicante.
- 2.—Departamento de Geología. Universidad de Málaga.
- 3.—Departamento de Investigaciones Geológicas. C.S.I.C. Centro Coordinado de la Universidad de Granada.
- 4.—Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada.
- 5.—Departamento de Geología. Universidad de Granada.

ABSTRACT: The geological study, lead upon the lithostratigraphic characteristics, the faunistic content and the age of the neogene materials from the Guájares valley reveals the presence of terranes belonging to the Serravallian and the Tortonian, besides the ones corresponding to the Pliocene (?) - Quaternary.

The deformation features of such materials are essentially due to faults showing both horizontal and vertical slips, which strongly controlled the relief and the deposition.

From these data and others of regional character we envisage the geological evolution of the area, once the main structuration of the Betic Cordilleras during the lower Miocene was already accomplished.

In this regard two deformational phases stand out: a finiserravallian phase, responsible for some reverse faults concerning serravallian pelagic marls and alpujarride materials and, probably also and for the birth of important fault systems which could already control the sedimentation; which a second one, the intratorntonian phase, which yields an angular unconformity within the tortonian materials as well as a new activity, mainly with vertical displacements, of the previous fault systems. The Pliocene (?) - Quaternary deposits provide also evidence of recent tectonic movements, the vertical slips being prevalent over the horizontal ones.

PALABRAS CLAVE: NEÓGENO-CUATERNARIO, NEOTECTÓNICA, VALLE DE LOS GUÁJARES, CORDILLERAS BÉTICAS.

KEY WORDS: NEOGENE-QUATERNARY, NEOTECTONICS, GUAJARES VALLEY, BETIC CORDILLERAS.

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El valle de los Guájares se localiza, aproximadamente, a 35 km al S de Granada y a 15 km al NW de Motril. La altura máxima se encuentra al N., en la sierra de los Guájares, (pico de Las Llanadas, 1.236 m.). Al S, la sierra de La Guindalera alcanza alturas de 800 m. y al W más de 1.000 m.

Desde el punto de vista geológico, el sector se sitúa en las zonas internas de la Cordillera Bética, concretamente en el Complejo Alpujarride, representado en el área por dos unidades: el manto de La Herradura (Unidad de Jete) y, superpuesto a él, el manto de los Guájares. Ambos están constituidos, fundamentalmente, por esquistos en la base de las unidades y por calizas y dolomías marmorizadas hacia el techo, que destacan en el terreno por los fuertes relieves que presentan. Para un conocimiento sobre la estructura, estratigrafía y petrología de estos materiales nos remitimos, entre otros, a los trabajos de Avidad y García-Dueñas (1981), Avidad *et al.* (1981), Aldaya *et al.* (1979), Gallegos (1975) Boulin (1970) y Copponex (1959). La estructuración principal de los Alpujarrides quedó terminada en el Mioceno inferior, no existiendo materiales de tal edad en este sector; los materiales neógenos más antiguos, que en él afloran, pertenecen al Mioceno medio.

LITOESTRATIGRAFÍA

Sobre el conjunto alpujárride se depositaron materiales del Mioceño medio al Cuaternario, de los cuales actualmente sólo se conservan algunos afloramientos, generalmente desconectados, dada la importante fracturación sufrida por este sector. (Sanz de Galdeano *et al.*, 1984).

Entre los materiales neógenos y los alpujárrides es frecuente encontrar una brecha dolomítica muy cementada, de edad incierta, nutrida mayoritariamente por elementos alpujárrides. Esta brecha aflora netamente en las Llanadas y en el barranco de Zaza.

Mioceno

Margas y Margocalizas pelágicas

Dentro del conjunto de los materiales neógenos presentes en la región, la unidad litoestratigráfica más antigua está constituida por margas y margocalizas pelágicas de color blanco, poco densas, frecuentemente bioturbadas y en ocasiones muy silíceas. Afloran en el barranco de Zaza, en las proximidades de la carretera que conduce desde la N-323 a Los Guájares. La estratigrafía de los materiales es difícil de establecer debido a la fuerte tectonización que afecta al afloramiento.

Arenas, Arcillas y Conglomerados Rojos

Sobre el substrato bético, se observa una unidad litoestratigráfica, presumiblemente más reciente, con unas características muy diferentes. Se trata de arcillas y arenas rojas, con niveles de brechas angulosas y conglomerados. Un corte detallado, efectuado al NW de Guájar-Faragüit, a lo largo de un camino que parte de una canalización de agua en construcción, muestra la siguiente sucesión:

A) 8-10 m. Conglomerado rojo bastante cementado, con algunos niveles intercalados de caliches. Cantos angulosos, calizo-dolomíticos, de tamaño variable, entre unos pocos y 80 cm. Hacia el techo los bloques y cantos muestran perforaciones de organismos marinos y aparecen fragmentos de lamelibranquios en la matriz.

B) 1'5 m. Nivel calcáreo rojizo de aspecto noduloso que incluye cantos de mármol. La superficie de separación entre A y B es erosiva y los materiales del nivel B rellenan huecos y cavidades del techo de A.

C) Banco de carácter más noduloso que el anterior, con crecimientos oncolíticos e importante acumulación de fragmentos de corales en el techo. En algunos puntos, este tramo llega a reposar directamente sobre el tramo A, faltando consiguientemente el B.

D) Grava fina y arena con restos de ostreidos que constituyen la base de la siguiente unidad litoestratigráfica.

De esta sucesión se infiere que la base de la unidad es continental (presencia de caliches) mientras que hacia arriba presenta, paulatinamente, características más marinas, ya detectables a techo del nivel A por la presencia de cantos perforados.

Gravas, Arenas y Limos gris-amarillentos

En continuidad sedimentaria con el conjunto de materiales que se acaba de describir (A a C) viene una serie predominantemente detrítica que alcanza un notable espesor (unos 70 m.) en el centro del valle de los Guájares, disminuyendo su potencia hacia los bordes del mismo, con un claro dispositivo en abanico en las capas.

Los niveles de mayor espesor y más abundantes son los de gravas (de cantos redondeados y angulosos de tamaño medio de unos 5-10 cm.), arenas y limos. Entre estos paquetes se intercalan otros de margas calcáreas y calcirruditas. Los niveles de granulometría más fina (limos y niveles calcáreos) frecuentemente presentan acumulaciones importantes de organismos, tales como ostreidos hacia la base y pequeños lamebranquios de paredes finas y gasterópodos (turritélidos) hacia la parte media y superior de la unidad.

En los niveles de gravas, y especialmente en los de arenas, son visibles algunas estructuras sedimentarias ligadas a corrientes, tales como estratificaciones cruzadas de tipo planar de gran escala y bajo ángulo, estratificación ondulada, y algunos *ripples* de corriente. La bioturbación es bastante frecuente y aparece desigualmente repartida a lo largo de la serie.

Finalmente, cabe destacar que, dentro de los paquetes más gruesos, aparece una organización en secuencias granodecrecientes, separadas por superficies erosivas.

Calcarenitas bioclásticas

En discordancia sobre los materiales que se acaban de describir, o sobre el substrato bético, se sitúa la unidad litoestratigráfica miocénica más moderna de este sector. Se trata de calcarenitas bioclásticas con facies de plataforma carbonatada somera, muy frecuentes en todo el Mioceno superior de este sector de la Cordillera y otros adyacentes. El carácter discordante de esta unidad es especialmente patente en el sinclinal de Las Llanadas. Así, mientras que en el flanco sur del sinclinal, las calcarenitas reposan sobre los tramos más altos (margas con lameli-branquios) de la unidad anterior, en el flanco norte lo hacen directamente sobre la brecha situada en el techo de los materiales alpujárrides.

Plioceno (?) - Cuaternario

Hemos diferenciado los siguientes tipos de materiales:

Brechas cementadas antiguas.

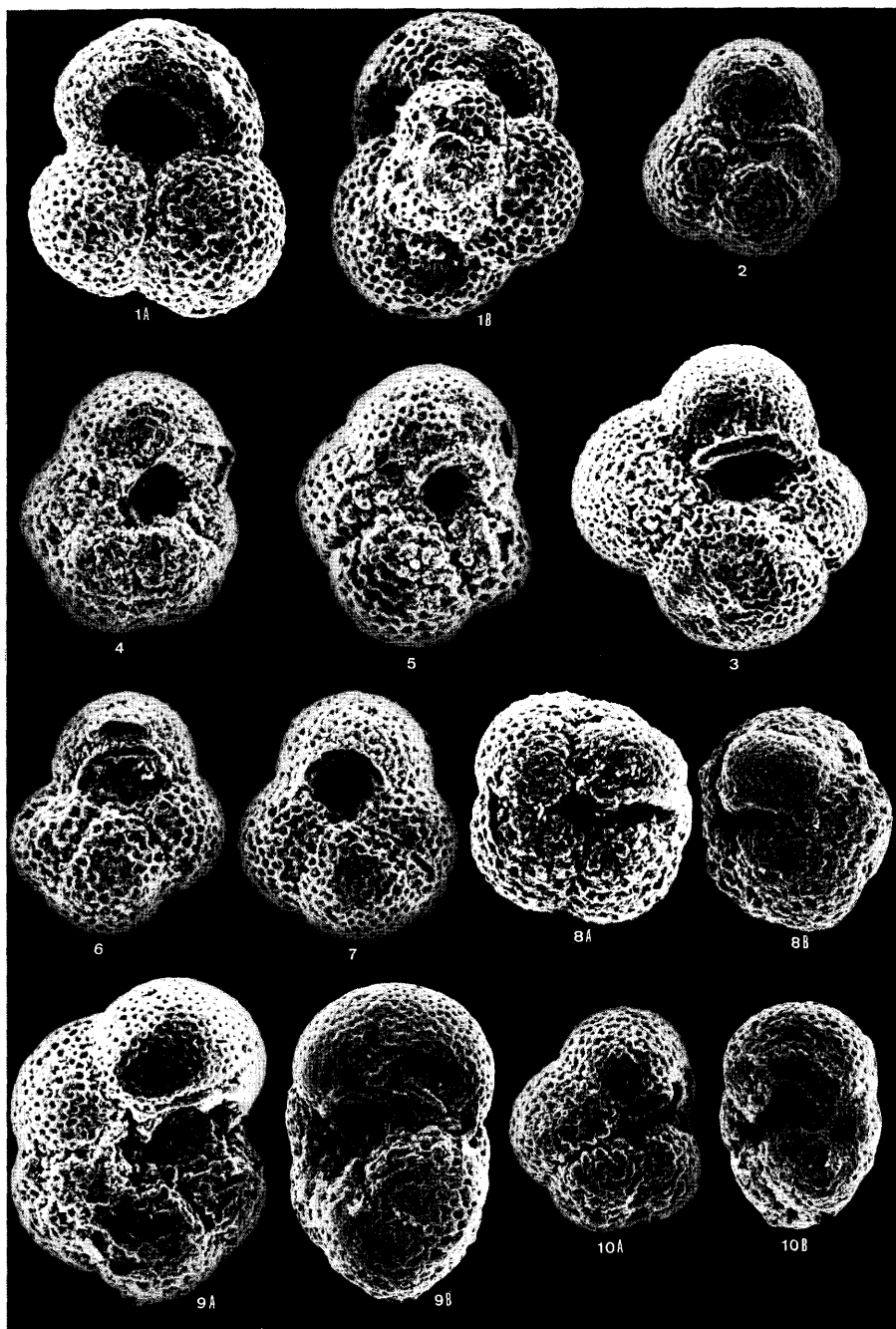
Se trata de acumulaciones de brechas, depositadas al pie de los relieves, con una fuerte pendiente original. El material está muy cementado, es de color rojizo y presenta cantos angulosos y algunos pequeños gasterópodos. Su depósito podría relacionarse con una fase climática de tipo periglacial y está afectado por la tectónica reciente, como se deduce de los análisis de microtectónicas realizados en estos materiales. Un buen corte de los mismos se observa en la carretera de Pinos del Valle a Los Guájares, en las proximidades de la Venta de la Cebada. Al S de Guájar-Fondón coronan el primer monte y cubren el Mioceno, disponiéndose casi horizontalmente, con una estructura ligeramente sinforme.

Travertinos.

Se trata de calizas tobáceas que afloran, exclusivamente, entre Guájar-Faragüit, y Guájar-Fondón.

Otros depósitos.

Mencionaremos además los derrubios de la ladera constituidos por materiales brechoides, sueltos o poco cementados, de cantos angulosos y matriz escasa arcilloso-limosa. Presentan un fuerte buzamiento origi-



LAMINA I

nal como corresponde a depósitos de piedemonte de posible origen periglacial.

Finalmente cabe citar los materiales fluviales que ocupan los cauces actuales de los cursos principales y están constituidos por gravas, arenas y limos.

CONTENIDO MICROFAUNÍSTICO Y EDAD DE LOS MATERIALES

Con objeto de datar los materiales marinos, se recogieron numerosas muestras de los mismos, para estudiar su contenido en foraminíferos planctónicos.

Las muestras de las arenas, arcillas y conglomerados rojos no han suministrado organismos determinables; las correspondientes a las gravas, arenas y limos gris-amarillentos sólo contienen foraminíferos bentónicos de medios someros: *Ammonia*, *Florilus* y *Elphidium*. Las calcarenistas bioclásticas, por sus características litológicas, no son susceptibles de levigado. Sólo las margas y margocalizas pelágicas del barranco de Zaza han suministrado una abundante y bien conservada microfauna de foraminíferos planctónicos.

Los foraminíferos planctónicos de las margas pelágicas.

Se han identificado los siguientes organismos:

Globigerina gr. *praebulloides* Blow.

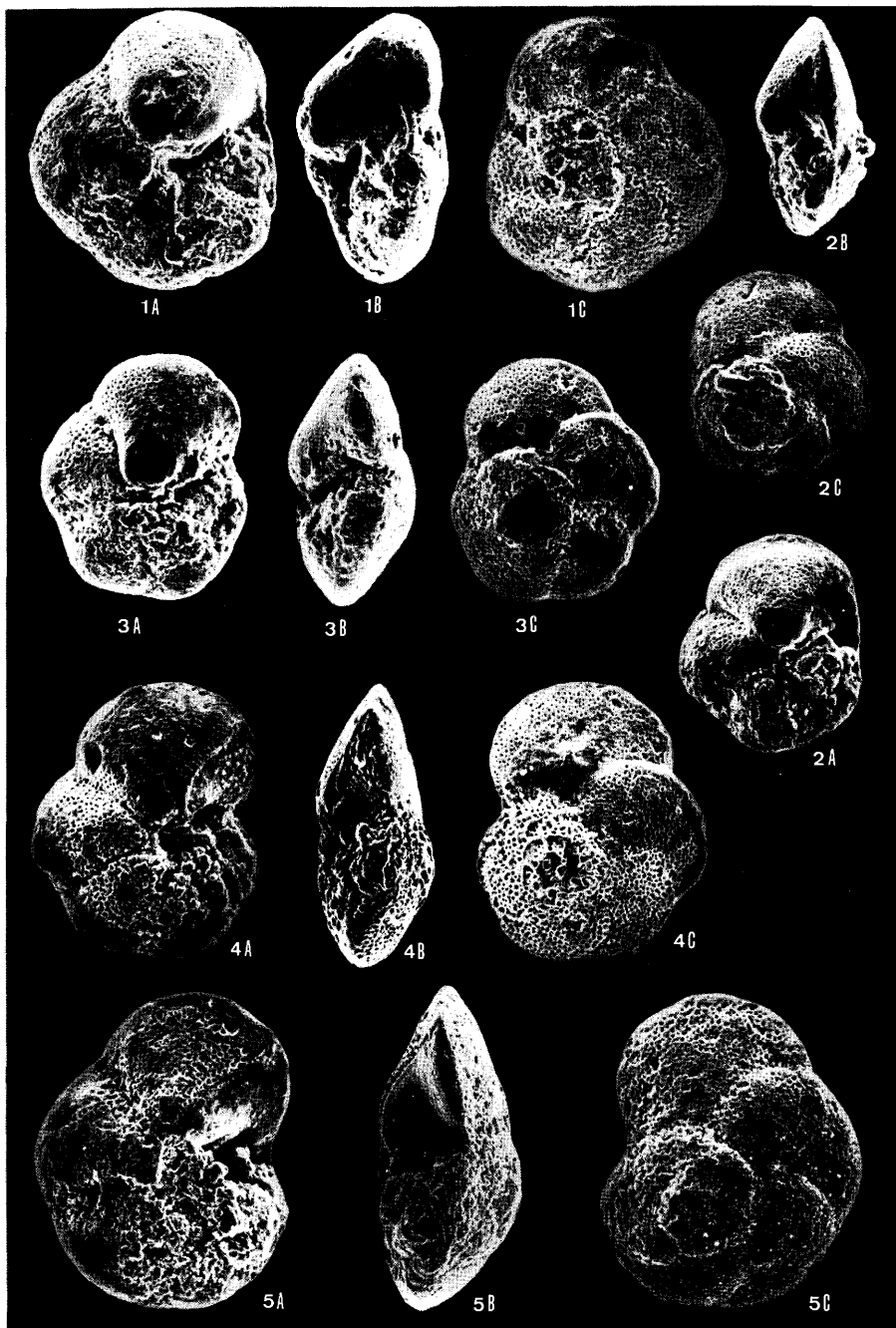
Globigerina gr. *druryi* Akers/*decoraperta* Takayanagi y Saito.

Globigerina falconensis Blow.

Globigerina sp. cf. *G. falconensis* Blow.

LAMINA I

1. *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann. Ejemplar MM-31, muestra VL-1', x160.
2. *Globigerina falconensis* Blow. Ejemplar MM-27, muestra VL-1', x160.
3. *Globigerina* sp. cf. *G. falconensis* Blow. Ejemplar MM-26, muestra VL-1', x160.
- 4-7 *Globigerina* gr. *druryi* Akers/*decoraperta* Takayanagi y Saito (ver texto).
 4. Ejemplar MM-29, muestra VL-1', x160.
 5. Ejemplar MM-28, muestra VL-1', x160.
 6. Ejemplar MM-36, muestra VL-2', x160.
 7. Ejemplar MM-35, muestra VL-2', x160.
8. *Turborotalia pachyderma* Ehrenberg). Ejemplar MM-32, muestra VL-1', x160.
9. *Turborotalia siakensis* (Le Roy). Ejemplar MM-37, muestra VL-3', x160.
10. *Turborotalia continuosa* (Blow). Ejemplar MM-34, muestra VL-1', x160.



LAMINA II

Globigerinoides gr. *trilobus* (Reuss).
Globigerinoides bollii Blow.
Globigerinoides subquadratus Brönnimann.
Globigerinoides emeisi Bolli.
Globigerinoides bulloideus Crescenti.
Globoquadrina globosa Bolli.
Globoquadrina baroemoenensis (Le Roy).
Orbulina suturalis Brönnimann.
Orbulina universa d'Orbigny.
Praeorbulina glomerosa Blow.
Praeorbulina transitoria Blow.
Turborotalia siakensis (Le Roy).
Turborotalia obesa (Bolli).
Turborotalia acrostoma (Wezel).
Turborotalia continuosa (Blow).
Turborotalia pachyderma (Ehrenberg).
Turborotalia incompta (Cifelli).
Globorotalia praemenardii Cushman y Stainforth, s.l. (incluyendo *G. praescitula* Blow).

Algunos de estos organismos merecen algunas aclaraciones o consideraciones (no vamos a referirnos a aquellos que no presentan problemas especiales).

Globigerina sp. cf. *G. falconensis* Blow: Junto con individuos típicos de la especie (Lám. I, fig. 2) hemos encontrado formas (Lám. I, fig. 3) diferenciables de *G. falconensis* Blow por presentar un ombligo más amplio y un reborde apertural prominente, en lugar de una visera; muestran analogías con *G. druryi* Akers, en el tipo de reborde apertural, pero el arco de la abertura es más bajo y la textura superficial de la pared diferente.

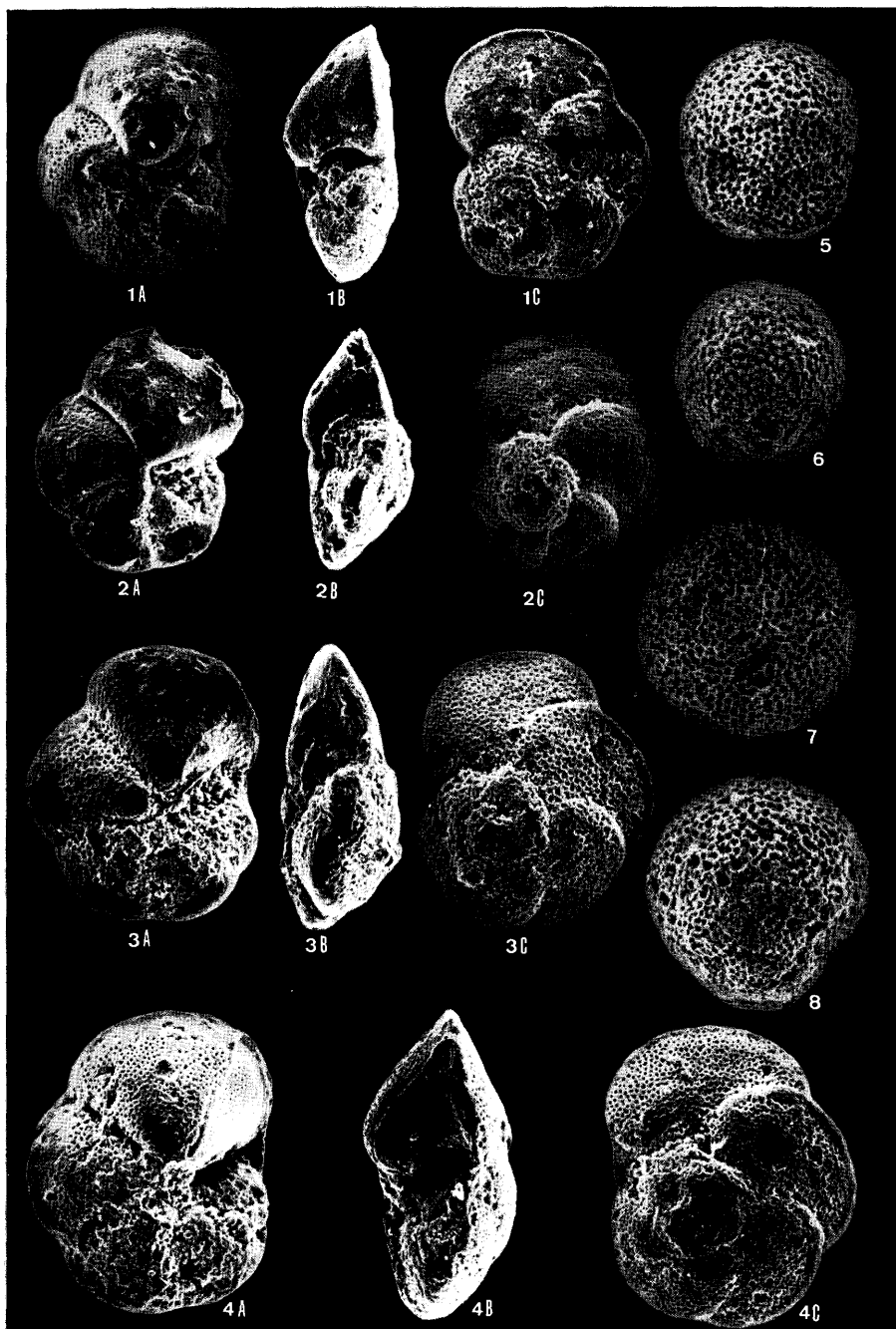
Globigerina gr. *G. druryi* Akers/*G. decoraperta* Takayanagi y Saito: Incluimos bajo esta denominación, un conjunto de formas que, aparte de aquellas que se identifican claramente con los holotipos de ambas «especies» (Lám. I, fig. 7) incluye otras que muestran características un poco diferentes. Por ejemplo, algunas presentan aberturas umbilicales, pero asimétricas, similares a las figuradas por Cati y Borsetti (1968) como transiciones morfológicas entre *G. mayeri*, *G. druryi* - *G. mayeri* - *G. nepenthes* y *G. mayeri* - *G. decoraperta* (Lám. I, figs. 4 y 5). Otras presentan el arco de la abertura ligeramente aplastado, lo que representa una tendencia hacia la morfología de *G. nepenthes*. Lám. I, fig. 6).

Praeorbulina - *Orbulina*: Junto con típicas *Orbulina suturalis* Brönnimann (Lám. III, fig. 8) y *O. universa* d'Orbigny (Lám. III, fig. 7) aparecen individuos con aberturas exclusivamente suturales (Lám. III, figs. 5 y 6) asimilables, a *Praeorbulina glomerosa* (Blow) y *P. transitoria* (Blow).

LÁMINA II

1-5 *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth s.l. (ver texto).

1. Ejemplar MM-44, muestra VL-3', x100.
2. Ejemplar MM-56, muestra VL-3', x100.
3. Ejemplar MM-45, muestra VL-3', x100.
4. Ejemplar MM-60, muestra VL-2', x100.
5. Ejemplar MM-53, muestra VL-3', x100.



LAMINA III

Globorotalia praemenardii Cushman y Stainforth, s.l.: la línea evolutiva *G. praecitula* Blow - *G. menardii* (Parker, Jones y Brady, ex d'Orbigny) [es decir, el subgénero filogenético *Globorotalia* (*Menardella*) Bandy] presenta una compleja problemática, que dista mucho de estar resuelta, derivada del hecho de que, a lo largo del tiempo, hay una evolución gradual en el seno de la línea, que se manifiesta en la aparición de nuevos estados de una serie de caracteres: borde periférico, forma de las cámaras en vista dorsal, tipos de suturas dorsales, etc., y de que la correlación entre los estados de los diferentes caracteres es baja, de manera que, en cualquier población, la variabilidad es muy amplia, apareciendo individuos con distintas combinaciones de estados «primitivos» y «avanzados».

La mayoría de los autores han distinguido, dentro de la línea evolutiva, una serie de «especies» diferenciadas por la presencia de unas determinadas combinaciones de estados de caracteres. Como consecuencia de ello, en el seno de una población se identifican, a veces, más de una «especie», al tiempo que queda un conjunto de individuos que no pueden ser asignados a una «especie» concreta. Esta solución, biológicamente inapropiada, sería útil bioestratigráficamente, si hubiera consenso en el reconocimiento de las «especies» en cuestión, pero tal consenso no existe, como se discutirá más adelante.

Otros autores han optado por una nomenclatura informal (vg. Tjalsma, 1971, Bizon y Glaçon, 1978) tratando de distinguir conjuntos sucesivos, en función de la aparición de novedades evolutivas; la solución es más apropiada, pero no está bien desarrollada; en unos casos, los caracteres que sirven para diferenciar unos conjuntos de otros están mal escogidos, por tener escaso significado evolutivo, (vg. Tjalsma, diferencias entre formas 3 y 4 en lo que se refiere a convexidad ventral) mientras que otros son difíciles de apreciar (distintos estados de desarrollo carenal citados por Bizon y Glaçon) o su diferenciación es demasiado subjetiva (vg. tipos de cámara B y C de Bizon y Glaçon, forma de las cámaras en vista dorsal de Tjalsma o de Zachariasse, 1975).

Los individuos que aparecen en nuestras muestras, abundantes y bien conservados, presentan una gran variabilidad que afecta, especialmente, a los siguientes caracteres:

a) Periferia en vista axial, que oscila de redondeada sin banda imperforada a carenada. En ciertos individuos, toda la última vuelta de espira es redondeada y perforada (vg. Lám. II, fig. 1); en otros aparecen una banda imperforada y la periferia suele ser más aguda (vg. Lám. II, fig. III); otros en fin, tienen una carena poco marcada, desarrollada sólo en las cámaras finales (vg. Lám. III, fig. 4).

LÁMINA III

1-4 *Globorotalia praemardii* Cushman y Stainforth s.l. (ver texto).

1. Ejemplar MM-52, muestra VL-3', x100.
2. Ejemplar MM-59, muestra VL-2', x100.
3. Ejemplar MM-58, muestra VL-2', x100.
4. Ejemplar MM-55, muestra VL-3', x100.

5-6 *Praeorbulina glomerata* Blow.

5. Ejemplar MM-39, muestra VL-1', x100.
6. Ejemplar MM-40, muestra VL-2', x100.

7. *Orbulina universa* d'Orbigny. Ejemplar MM-43, muestra VL-1', x100.

8. *Orbulina suturalis* Brönnimann. Ejemplar MM-38, muestra VL-1', x100.

b) Convexidad: hay formas biconvexas, relativamente gruesas (vg. Lám. I, fig. 3) o aplanadas (vg. Lám. II, fig. 4) y planoconvexas, tanto espiroconvexas (vg. Lám. II, fig. 3) como umbiliconvexas (vg. Lám. II, fig. 1. Lám. III, fig. 1).

c) Forma de las cámaras en vista dorsal: siguiendo el criterio enunciado por Bizon y Glaçon, nuestros individuos presentan una penúltima cámara de tipo A (vg. Lám. II, fig. 2) B (vg. Lám. III, figs. 1 y 4) e intermedios (vg. Lám. II, fig. 1 y Lám. III, fig. 2) y, quizás también de tipo C, aunque no podemos asegurar esto último, dada la subjetividad de la diferenciación entre los tipos B y C.

d) Tipo de suturas dorsales: en lo que afecta a este carácter, los ejemplares presentan una variabilidad que abarca desde las formas con todas las suturas intercamerales deprimidas (vg. Lám. II, figs. 1 y 5) hasta las formas con las tres últimas suturas limbadas (vg. Lám. III, figs. 2 y 4); no obstante, en este último caso, la limbadura desaparece, con frecuencia, en la parte más interna de la sutura. En cuanto a la sutura espiral, no parece ser realmente limbada en ningún individuo, aunque en algunos queda señalada por una zona imperforada muy estrecha.

Todos estos caracteres varían de manera insensible en conjunto, lo que induce a pensar que los individuos de cada muestra corresponden a una población (o, mejor, a un conjunto de poblaciones sucesivas). Por otra parte, no hay diferencias entre unas y otras muestras. En fin, conviene destacar que no existe correlación entre las variaciones de los distintos caracteres, de manera que, para un determinado estado de un carácter se pueden encontrar individuos con distintas combinaciones de estados de los otros caracteres, tal como apuntamos anteriormente.

Según lo expuesto, nuestras poblaciones pertenecen a una misma cronoespecie y el problema radica, entonces, en cómo denominarla.

Tipológicamente, nuestros individuos podrían asignarse, siguiendo los criterios de Blow (1969) a *G. scitula praescitula* Blow y *G. sp. cf. praemenardii archaeomenardii* Bolli, ya que no llegan a tener suturas dorsales limbadas en todas las cámaras de la última vuelta de espira y carena en toda la periferia.

Por el contrario, siguiendo a Stainforth *et al.* (1975) se deberían asignar a *G. scitula* (Brady) y *G. praemenardii* Cushman y Stainforth, dado que algunas tienen carena incipiente.

Si optamos por la clasificación de Tjalsma (1971) nuestros individuos pertenecerían *morfológicamente* a lo que denominó *Globorotalia menardii* forma 1 y *G. m.* forma 2.

En fin, atendiendo a Bizon y Glaçon (1978), en nuestra población se podrían distinguir morfotipos asimilables a *G. scitula praescitula* Blow, *G. archaeomenardii* Bolli, *G. praemenardii* primitivas, *G. praemenardii* Cushman y Stainforth, *G. magnifica* Bizon y Glaçon y, quizás, primitivas *G. menardii* forma 3 de Zachariasse (este punto difícil de asegurar, dada la subjetividad de la diferenciación entre las cámaras de tipo B y C).

Si, a la hora de buscar un nombre para la cronoespecie, atendemos a los caracteres de los holotipos de las «especies» descritas, nuestros ejemplares más avanzados son más primitivos que el de holotipo *G. praemenardii* según la figuración del mismo en Blow (1969) e incluso que el de *G. archaeomenardii* si es realmente todo carenado como indican Bolli (1957) y Blow (1969) (en tal caso, *G. archaeomenardii* sería simplemente una variante de *G. praemenardii*, diferenciable tan sólo por caracteres de bajo valor taxo-

nómico). Nuestras poblaciones podrían, por tanto, representar un estado intermedio entre los conjuntos con sólo *G. praescitula* y aquellos que contienen «verdaderas» *G. praemenardii*. Hemos optado, por tanto, por la denominación *G. praemenardii* s.l., puesto que la denominación «primitiva», en la terminología de Bizon y Glaçon tiene otro significado.

Biostratigrafía y cronoestratigrafía.

En la actualidad, los materiales del Mioceno medio del dominio mediterráneo adolecen de una insatisfactoria división bioestratigráfica basada en foraminíferos planctónicos, debido a una serie de problemas que fueron ya apuntados en un trabajo precedente (Estévez *et al.*, 1984). Por ello, las muestras que ahora nos ocupan son difíciles de ubicar bioestratigráficamente y, en consecuencia, de asignarlas a una edad precisa, aunque no hay dudas de que pertenecen al Serravallense.

En efecto, según las distribuciones estratigráficas comúnmente asignadas a los organismos identificados, parece como si en las muestras existieran dos grupos de especies de edades diferentes sin que el estado de conservación de unos y otros organismos permita sospechar una resedimentación:

a) Uno formado por *Praeorbulina*, y ancestrales, y formas poco evolucionadas de *G. praemenardii*, Cushman y Stainforth. *Praeorbulina* y *Orbulina universa* d'Orbigny, coexisten durante un corto intervalo de tiempo (Blow, 1969, Postuma, 1971) que, en términos de la biozonación de Blow (1969) se localizaría en la parte alta de la N. 9 (según los datos de Blow, 1969, y Postuma, 1971) o que podría extenderse algo más del límite N. 9/N. 10 (según los datos de Cita, *in* Bizon *et al.* 1978)*. Si aceptamos, como límite Langhense/Serravallense el B.P.A. de *G. praemenardii* (Estévez *et al.* 1984) situado ligeramente después del B.P.A. de *O. universa*, habría que concluir que los materiales en cuestión pertenecen al Serravallense basal.

b) Otro, constituido por formas del grupo *C. druryi*/*G. decarperta*, *T. pachyderma* y *G. falconensis* de ombligo amplio; prescindiendo de esta última forma (cuya edad sólo es citada por Blow, 1969) y teniendo en cuenta la ausencia de *G. nepenthes*, la asociación pertene-

(*) Hay que hacer notar que, por el contrario, algunos autores (vg. Stainforth *et al.*, 1975; Cita, 1976) hacen coincidir la desaparición de *Praeorbulina* con la aparición de *O. universa*, dentro de la zona N. 9, pero en nuestras muestras coexisten.

cería a la zona N. 13. Cronoestratigráficamente, habría que asignar los materiales al Serravallense «medio».

En estas circunstancias, cabe plantear dos hipótesis: a) las formas del grupo «moderno» aparecen antes de lo que normalmente se indica, b) las formas del grupo «antiguo» son ecofenotipos con características morfológicas similares a las de sus ancestrales. Ambas hipótesis tienen argumentos a favor y en contra.

Hay un argumento de tipo general que apoya la primera hipótesis: normalmente no se presta demasiada atención a la distribución de las globigerinas y turborotalias, con la excepción de aquellas formas reputadas como fósiles característicos. Así, aunque *G. druryi* es normalmente citada a partir de la zona N. 11, Cita (*in* Bizon *et al.*, 1978) indicó su presencia desde la zona N. 7. En cambio, tanto *Praeorbulina* como *Globorrotalia* son géneros a los que se suele prestar bastante atención a la hora de establecer la bioestratigrafía de los materiales neógenos por medio de foraminíferos planctónicos, por lo que los datos de distribución de estas formas parecen, en principio, más fiables. En este caso, la presencia de *Praeorbulina* (extinción en la zona N.10, a lo sumo) y la ausencia de globorrotalias con carena bien desarrollada (*G. menardii*, *G. cultrata*) consideradas, normalmente, como formas que se encuentran a partir de la zona N. 11, sería un fuerte argumento a favor de la idea de que las formas «modernas» están presentes en términos más antiguos.

Sin embargo, también podemos encontrar argumentos en favor de la segunda hipótesis. En efecto, se ha citado algunas veces la presencia de *Praeorbulina* en materiales más recientes que la zona N. 10, en regiones subtropicales y templadas, especialmente en Europa. Tales citas, confirmadas por Blow (1969) son interpretadas por este autor (p. 333) bien como *Orbulina suturalis* cuyo desarrollo ontogenético se ha detenido por condiciones ecológicas adversas, bien como *G. trilobus* en vías de orbulinización (representando una tendencia evolutiva paralela a la de la línea *G. trilobus* - *G. sicanus* - *Praeorbulina*, desarrollada iterativamente) o, en fin, como *G. trilobus* con morfología aberrante, por razones ecológicas.

Si lo que encontramos en nuestras muestras es, realmente, un conjunto de *Orbulina* y/o *G. trilobus* anómalos por condiciones ecológicas, también podríamos pensar que las globorrotalias con desarrollo carrenal primitivo son variantes ecológicas de formas evolucionadas.

La clave del problema radica, por tanto, en establecer si el medio en que vivieron estos foraminíferos planctónicos era o no adverso para

ellos. Los datos geológicos no indican nada al respecto, pues se trata de un afloramiento aislado, constituido por materiales que se depositaron en condiciones diversas. Hay que recurrir, por tanto, al análisis de la microfauna; el hecho de que ésta muestre una buena diversificación y abundancia y que esté constituida por individuos de características normales (no hay individuos teratoides ni formas enanas) apunta hacia unas condiciones ecológicamente favorables. Pero este argumento tampoco puede utilizarse de una manera definitiva, pues exceptuando las formas que venimos tratando, el resto de la microfauna está constituida por especies de aguas superficiales; así, podríamos imaginar un escenario con una zona superficial de condiciones favorables y una zona profunda de condiciones menos favorables, en la cual podrían llegar a desarrollarse las especies propias de la misma, pero con características aberrantes.

En resumen, no hemos encontrado criterios que nos permitan inclinarnos claramente por una u otra hipótesis y, por tanto, para decidir si los materiales pertenecen a la base del Serravallense o al Serravallense «medio», pero los argumentos que apoyan la primera posibilidad nos parecen más consistentes y la hipótesis, en sí, más simple.

CORRELACIÓN CON OTROS SECTORES

A la vista de la escasez de datos sobre edad de que disponemos, la correlación con materiales de sectores adyacentes o próximos es arriesgada en varios casos; sin embargo es conveniente realizarla, pese a las incertidumbres que comporta.

El tramo de margas y margocalizas pelágicas puede correlacionarse con los limos y arenas del Río Izbor (González Donoso, 1977-78); si optamos por la segunda hipótesis de las expuestas en el apartado anterior, la correlación es bastante estricta, pues los materiales del Río Izbor pertenecen al intervalo N. 11-N. 13; si optamos por la primera, las margas y margocalizas pelágicas serían algo más antiguas. También pueden correlacionarse con las margas y calcarenitas que afloran, en ventana tectónica, al N de la Sierra Arana (Estévez *et al.* 1984) pues la edad de estos materiales es Serravallense, aunque puedan también estar representados el Langhense «superior» y el Tortonense «basal» en ellos.

Las arenas, arcillas y conglomerados rojos, pueden correlacionarse, con los limos, arenas y conglomerados de Albuñuelas (González Donoso, *op. cit.*) y con el miembro inferior y/o medio de la formación La Peza (Rodríguez-Fernández, 1982) término equivalente al tramo in-

ferior miocénico, subtramo continental del sector NE (González Donoso, *op. cit.*). La edad de estos materiales es incierta; sólo puede decirse que están comprendidos entre los materiales del Serravallense y del Tortonense inferior no basal.

Las gravas, arenas y limos gris-amarillentos, son correlacionables, a su vez, con el subtramo marino del sector NE (parte más alta del tramo inferior miocénico, González Donoso, *op. cit.*) término equivalente al de facies de arenas y limos marinos del miembro detrítico gris de la formación La Peza (Rodríguez-Fernández, *op. cit.*). La edad de estos materiales es Tortonense inferior no basal (González Donoso, *op. cit.*).

En fin, las calcarenitas bioclásticas se correlacionan, de una forma muy clara, con el primer subtramo del tramo superior miocénico (González Donoso, *op. cit.*) equivalente al miembro calcarenítico de la formación de Quéntar (Rodríguez-Fernández, *op. cit.*). Este término contiene *T. humerosa* (Montefrío, González Donoso *et al.*, 1980) por lo que puede asignarse, informalmente, al Tortonense «medio» si adoptamos una división en tres partes del Tortonense o al «superior» si optamos por una división en dos.

LA FRACTURACIÓN

Al igual que en otros sectores de la Cordillera, la fracturación moderna es muy importante (Sanz de Galdeano, 1983). En el área de estudio pueden distinguirse tres sistemas de fracturas. El primero en importancia por sus implicaciones paleogeográficas y por la creación de relieve tiene dirección N120-150E; de menos importancia, al menos aparentemente, son el de dirección N10-30E y el de dirección N70-100E. Algunas fallas tienen direcciones intermedias y es difícil precisar su posible pertenencia a uno u otro sistema.

Salvo en algunos casos concretos, las fallas de estos tres sistemas presentan fuertes buzamientos o son verticales. Así, hay una gran falla que pasa por las proximidades de Guájar Alto y se prolonga por un lado, subdividida en otras paralelas, hacia Guájar-Fondón, y, por el otro, a lo largo de varios Km., hacia el NE del área estudiada. Su traza general rectilínea atestigua la verticalidad de su plano, que llega a observarse al NE de Guájar Alto, separando esquistos y mármoles. Localmente presenta una banda de trituración de más de una decena de metros de espesor, señalada por una pequeña zona deprimida. Hacia el S pasa a una zona de fracturación, también con planos muy cercanos a la vertical, entre los que quedan restos de materiales miocénicos. En el mapa de la fig. 1 se marca el labio hundido sin que se quiera con ello prejuzgar que se trate de una falla normal.

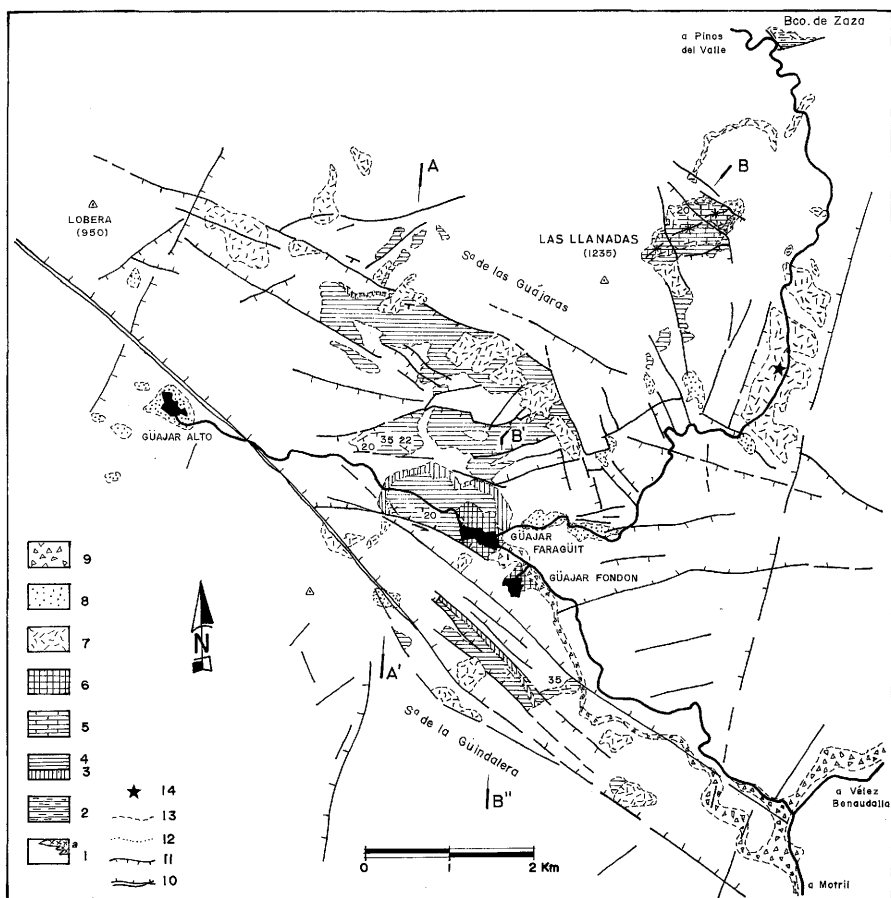


Fig. 1.—Localización de los afloramientos neógenos y cuaternarios y distribución de la red de fracturas del Valle de los Guájares.

- 1.—Materiales alpujárrides indiferenciados. 1a.—Brecha dolomítica. 2.—Margas y margocalizas. 3.—Conglomerados, arenas y arcillas rojas. 4.—Gravas, arenas y limos grises. 5.—Calcarenitas bioclásticas. 6.—Travertinos. 7.—Brechas cementadas antiguas. 8.—Derrubios de ladera. 9.—Aluvial. 10.—Zona de trituración de falla. 11.—Falla con indicación del labio hundido. 12.—Contacto concordante. 13.—Contacto discordante. 14.—Sector donde se han tomado medidas de microfallas de desgarre.

Más o menos paralelas a esta falla de Guájar Alto existen otras, más al N, también casi verticales, localmente con bandas de trituración, pero mucho menos importantes en general.

Tales fallas tienen importantes saltos verticales, fenómeno que se capta muy bien gracias a las distintas alturas a las que se sitúan los afloramientos de materiales miocénicos, los cuales originalmente debieron

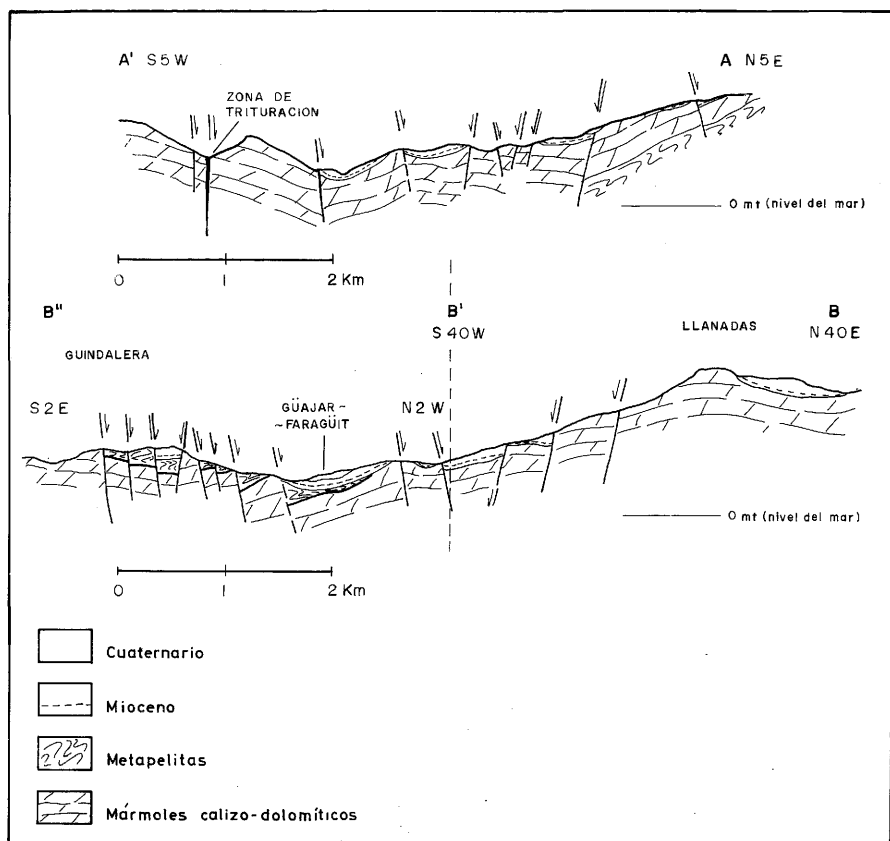


Fig. 2.—Cortes geológicos marcados en la figura 1. La escala vertical está algo realzada.

haberse depositado a cotas parecidas, aunque pudieran existir algunos desniveles. Las posibles irregularidades originales no justificarían las diferencias de altura actualmente existentes. Así los cortes de la fig. 2 muestran la base del Mioceno a alturas que oscilan entre 1.200 m y poco más de 200 m. Es decir, estas fallas presentan saltos verticales que, sumados, alcanzan un valor del orden de 1.000 m en la ladera N del Valle y, quizás, algo menor en la ladera S.

El valle de los Guájares es, por tanto, una fosa compleja originada por la fracturación descrita y la erosión sólo es responsable de los retoques de su relieve.

Las fallas de dirección N10-30E son menos aparentes. De ellas hay que destacar, por su salto topográfico (con relieve actualmente invertido) la del borde oriental del área estudiada, aproximadamente paralela

al cauce del río Guadalfeo, situado más al E. Es de destacar el hecho de que estas fallas son la continuación de una línea, claramente observable en foto de satélite, situada en el borde occidental de Sierra Nevada (Vidal *et al.*, 1982; Sanz de Galdeano *et al.*, 1983). Este lineamiento verosímilmente se continúa hacia la costa hasta las proximidades de Almuñécar.

Las fallas de dirección aproximada N70-100E son las menos importantes. En la carretera de Granada a Guájár-Faragüit, cerca de este último pueblo, se cortan algunas de ellas. Presentan planos con poca inclinación, localmente del orden de 40°, posiblemente rotados, por lo que estos valores no deben ser los originales.

Como se acaba de señalar, son los saltos verticales los que mejor se captan, gracias a los distintos niveles de referencia. Sin embargo, el hecho de que estas fallas sean prácticamente verticales, con bordes de trituración, señala que su origen hay que atribuirlo a fallas de salto en dirección, desgarres, si bien la falta de posibles puntos de referencia hace que sean muy difíciles de evaluar e incluso de constatar las traslaciones correspondientes. A nivel de microtectónica si se hacen patentes los movimientos horizontales. Así en todas estas fallas se han encontrado estrías que muestran distintos y repetidos movimientos. Algunos de ellos son movimientos puros en la vertical, otros son oblicuos y algunos otros son horizontales puros o casi puros.

En cuanto a la microtectónica moderna, pequeñas fracturas de pocos metros de recorrido y mucho menor salto, cuando lo hay, son abundantes en todos los materiales. Así, en las dolomías son abundantes la diaclasas con direcciones similares a las fracturas ya descritas. Además de éstas, son de interés otras pequeñas fracturas que se presentan en los materiales de piedemonte. Por ejemplo, en el pequeño sector marcado con una estrella en el mapa de la fig. 1, en brechas rojizas con cemento calcáreo, existen algunas pequeñas fallas con estrías bien formadas. Algunas presentan movimientos verticales propios de un reajuste normal, pero la mayoría de ellas tienen movimientos de desgarre puros o casi puros. En total se han tomado 22 medidas de fallas de las cuales 11 presentan estrías bien visibles, aunque su escaso número y dispersión impide sacar alguna conclusión firme, más allá de la propia existencia de compresiones cuaternarias según ejes horizontales. Parece que se marca, en la representación de las mismas, una componente compresiva de dirección próxima a N120E, pero este dato no tiene aquí verdadero soporte estadístico y con un número mayor de fracturas podrían aparecer otros máximos.

También, un poco más al norte del punto anterior, en conglomerados de piedemonte con cemento limoso, hay algunos cantos con estrías horizontales, de los que tampoco se puede deducir direcciones claras de compresión, dado su escaso número.

RESUMEN DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DESDE EL MIOCENO MEDIO

Con posterioridad a las importantes etapas de estructuración de la Cordillera Bética, desarrolladas en el Mioceno inferior, y durante el intervalo de tiempo que abarca desde el final del Serravallense hasta el Mioceno superior, ocurrieron una serie de movimientos que se reflejan en la existencia de discordancias entre diversos materiales e incluso desgarres y cabalgamientos. Aunque la datación de tales movimientos no puede ser efectuada a partir de los datos que nos suministran los materiales tratados en este trabajo, estudios anteriores realizados por algunos de nosotros sobre materiales correlacionables de sectores próximos, permiten detectar la existencia de dos importantes fases de deformación.

La primera, informalmente denominada finiserravallense, responsable del cabalgamiento de Sierra Arana (Estévez *et al.*, 1984) y quizás del cabalgamiento local de términos alpujárrides sobre los limos y arenas del Río Izbor (unos 2 Km al W de Lanjarón), afectaría también a las margas y margocalizas pelágicas. Puede plantearse la hipótesis de que esta fase sea la responsable de la formación de parte de los sistemas de fallas descritos, que funcionarían como desgarres y, localmente, como inversas. Las áreas de depósito quedarían delimitadas por estos sistemas de fracturas que, además, podrían controlar, de modo activo, la sedimentación. El afloramiento del valle de los Guájares queda bien delimitado por las fracturas de dirección N120-150E. Estas funcionaron durante la sedimentación produciendo un dispositivo en abanico de las capas, con aumento considerable del espejo de las mismas en el centro del valle; el dispositivo no sólo se observa a gran escala, sino que capas individuales tienen una morfología cuneiforme bastante acentuada. Algunas fracturas sinsedimentarias, que afectan a estratos individuales, son congruentes con los grandes accidentes que delimitan al afloramiento y atestiguan el funcionamiento del valle como área más subsidente.

A continuación tendría lugar la fase de deformación responsable de la discordancia entre estos materiales y las calcarenitas bioclásticas. Se trataría de la fase intratortonense, puesta de manifiesto repetidas veces en diversos puntos de la Cordillera (vg. González Donoso *et al.*, 1980, en Montefrío; o la que separa los denominados tramo inferior y tramo superior miocénicos en la Depresión de Granada, González Donoso,

1977-78). Durante ella funcionarían los sistemas de fallas previamente citados, pero ahora actuando en parte con movimientos verticales. Hay que hacer notar, sin embargo, que en las proximidades del punto antes citado (2 Km al W de Lanjarón) materiales Tortonenses están afectados por fallas de desgarre. Aunque los movimientos verticales se iniciaran en el Tortonense (si no antes), los mayores saltos se han debido de producir durante el Plioceno (?) - Cuaternario. Así, los escarpes importantes de las fallas están jalonados por materiales de piedemonte, verdaderas placas de brechas de edad, en rigor, desconocida, quizás pliocénica, pero más verosímilmente pleistocénica, que son depósitos relacionados con las fallas. Algunos de estos depósitos tienen una disposición sinforme, tal como sucede al S de Guájar-Fondón, posiblemente lograda por adaptación a los movimientos de dos fallas. En otros puntos, como puede observarse en NNE de dicho pueblo, están cortados por las fallas, y desplazados más de 50 m. en la vertical.

El relieve, como ya se señaló, responde esencialmente a una estructura en fosa, como si la erosión aún no hubiese tenido tiempo de marcar su impronta independiente de la estructura, lo que hace pensar en la propia juventud del mismo. Así pues, es posiblemente a lo largo del Cuaternario cuando los movimientos verticales fueron más importantes y cuando se acentuó la estructuración en fosa del sector y el levantamiento de la región.

Digamos, por último, que hay constancia de que los movimientos de desgarre han actuado también en tiempos recientes, lo que indicaría la persistencia de las compresiones, aún cuando sean los movimientos verticales, muy probablemente ligados a reajustes isostáticos, los más importantes.

BIBLIOGRAFÍA

- ALDAYA, F.; GARCÍA DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1979). Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geol. Hisp.* Homenatge a Solé i Sabarís, t., 14, p. 154-166. Barcelona.
- ALDAYA, F.; MARTINEZ, F.; DÍAZ DE FEDERICO, A.; PUGA, E.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; y NAVARRO-VILA, F. (1979). *Mapa Geológico de España*. Serie MAGNA. Escala 1:50.000, n.º 1.042 (Lanjarón).
- AVIDAD, J. y GARCÍA DUEÑAS, V. (1981). *Mapa Geológico de España*. Serie MAGNA. Escala 1:50.000, n.º 1.055 (Motril). I.G.M.E.
- AVIDAD, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GALLEGOS, J.A. y GONZÁLEZ-DONOSO, J.M. (1981). *Mapa Geológico de España*. Serie MAGNA. Escal 1:50.000, n.º 1.041. (Dúrcal). I.G.M.E.
- BIZON, G.; CITA, M.B.; WRIGTH, R. y MULLER, C. (1978). D.S.D.P. Leg. 42A biostratigraphic range charts. *Init. Rep. D.S.D.P.* XLII, 1, 1.095-1.138.
- BIZON G. y GLAÇON, G. (1978). Morphological investigations on the genus *Globorotalia* from site 372. *Init. Rep. D.S.D.P.*, XLII, 1. 687-707.
- BLOW, W.H. (1969). Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Internat. Conf. Plankt. Microfossils*, Ist, Geneva 1967, Proc., 1, 199-422.
- BOLLI, H.M. (1957). Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, *B.W.I.U.S. Nat. Mus. Bull.* 215, pp. 97-123.
- CATI, F. y BORSETTI, A.M. (1968). Notes on the evolution of some planktonic foraminifera from the Miocene in Central Italy. *Giorn. Geol.* (2) XXXV, fasc. II, pp. 253-262.
- CITA, M.B. (1976). Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene. *Progress in Microp. Am. Mus. Nat. Hist.* Sp. Publ., 47-68.
- COPPONEX, J.P. (1959). Observation géologiques sur les Alpujárrides occidentales. *Bol. Inst. Geol. Min.* 70, 79-208.
- ESTÉVEZ, A.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTÍN-ALGARRA, A.; SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F. (1984). El cabalgamiento finiserravallense del norte de Sierra Arana. (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Mediterránea*. 3, p. 151-173.
- GALLEGOS, J.A. (1975). *Los Alpujárrides al Oeste de Sierra Nevada*. Tesis Univ. Granada, 494 pp.
- GONZÁLEZ DONOSO, J.M. (1977-78). Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuad. Geol.* 8-9, 191-204.
- GONZÁLEZ DONOSO, J.M.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SERRANO, F. y VERA, J.A. (1980). Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortonense de Montefrío (Granada). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 78. pp. 101-111.
- POSTUMA, J.A. (1971). *Manual of planktonic foraminifera*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 420 págs.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. tesis doctoral Univ. Granada, 224 págs.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los grandes accidentes y fracturas de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39, 159-165.
- SANZ DE GALDEANO, A.; ESTÉVEZ, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1984). La fracturación tardía al SW de Sierra Nevada. (Terminación occidental del Corredor de las Alpujarras, Zona Bética). *Est. Geol.*, 40, 183-191.
- STAINFORTH, R.M. et al. (1975). *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms*. The Univ. Kansas Pal. Cont., 62, 425 págs.
- TJALSMA, R.C. (1971). Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain). *Utrecht Micropal. Bull.*, 4, 161 págs.
- VIDAL, F.; DE MIGUEL, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1982). El sismo granadino del 20 de Junio de 1979. *Rev. de Geofísica*. Madrid, 38, 57-63.
- ZACHARIASSE, W.J. (1975). Planktonic foraminiferal biosgratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropal. Bull.*, 11, 171 p.